

# SEPARAT-ABDRUCK

AUS DEM

## CENTRALBLATT

FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE.

Jahrg. 1913. No. 3.

(Seite 68—81.)

---

**Ueber ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten  
Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay.**

Von

**Karl Walther in Montevideo.**

Mit 2 Textfiguren.



**Stuttgart.**

**E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
Nägele & Dr. Sproesser.**

**1913.**

**Ueber ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten  
Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay.**

Von **Karl Walther** in Montevideo.

Mit 2 Textfiguren.

In einer früheren Veröffentlichung<sup>1</sup> war schon kurz von einem Vorkommen die Rede, das den südlichsten Vorposten der brasilisch-uruguayischen „Gondwana-Formation“ bildet. Die Zuweisung jenes isolierten Vorkommens von Piedras de Afilar östlich Montevideo zum hangenden Teile der permo-mesozoischen Überdeckung, d. h. zu den São Bento-Schichten, ergab sich wesentlich aus der Art der Lagerung dieser Bildungen, ein Horizontierungsverfahren, das sich aus dem Fossilmangel der Schichten und dem Fehlen des wichtigen Vergleichshorizontes, der sogen. Serra Geral-Effusivdecken, ergab.

Es soll nun im folgenden auf Grund einer petrographischen Beschreibung<sup>2</sup> versucht werden, für jene stratigraphische Behauptung eine neue Stütze aufzustellen und so das Fehlen des Vergleichshorizontes zu ersetzen.

<sup>1</sup> K. WALTHER, Über Transgressionen der oberen „Gondwana-Formation“ in Südbrasilien und Uruguay. Dies. Centralbl. 1912. p. 398.

<sup>2</sup> Dieselbe stützt sich sowohl auf die von mir gesammelten Stücke, als auf Teile einer Sammlung von uruguayischen Gesteinen, die durch Herrn A. FLOSSDORF in Buenos Aires zusammengebracht und von Herrn Dr. A. GALLINAL der Geologischen Abteilung der Landwirtschaftlichen Hochschule hier geschenkt wurde.

Wie erwähnt, zeichnen sich die in einer Anhöhe isoliert aus dem Diluvium herausragenden, z. T. in einem Steinbruche aufgeschlossenen Schichten von Piedras de Afilar petrographisch durch eine starke sekundäre Verhärtung aus, „derzufolge die Tonschiefer stellenweise ihre Schichtung verlieren und die weißlichen und rötlichen Sandsteine massigen quarzitischen Charakter annehmen“ (l. c. p. 404). Dabei wurde daran erinnert, daß C. GUILLEMAIN<sup>1</sup> den genannten petrographischen Charakter einer Silifizierung zugeschrieben habe, und der Gedanke ausgesprochen, daß dieser Vorgang mit der reichlichen Emanation von kieseligen Lösungen in analogen Vorkommen in Einklang stehen würde. Die Beschaffenheit einer Anzahl Schiffe der vorliegenden Gesteine weist jedoch, wie gezeigt werden soll, auf eine andere Art der Umwandlung hin.

Die mesozoischen, nach SW einfallenden Sedimentgesteine von Piedras de Afilar setzen sich von oben nach unten aus z. T. feinsandigen sonst tonigen Schiefeln<sup>2</sup>, hellen Quarzitsandsteinen und rötlichen Sandsteinen zusammen. Über die Mächtigkeit dieser Abteilungen läßt sich leider nichts aussagen, da Karten bis auf die Übersichtskarte der Republik in 1 : 500 000 fehlen und die Aufschlüsse mit Ausnahme des von den Sandsteinen eingenommenen Gebietes sehr mangelhaft sind. Letztere stehen in den höheren Teilen der genannten Anhöhe an, während die Schiefer an der Westseite der Höhe größtenteils von Lehm bedeckt sind und nur vereinzelt in Wasserrissen zutage treten.

### I. Geologische Beschreibung.

Es ist möglich, daß sich innerhalb der Schiefer ein jüngerer, rein pelitischer, und ein älterer, fein-psammitischer zu den Sandsteinen überleitender Horizont unterscheiden lassen würde, wenn die Aufschlüsse besser wären. Man beobachtet nämlich an einer Stelle, die näher dem Hangenden des Sandsteins gelegen ist, ein etwas gröberes Gesteinskorn bei lichtgrauer matter Färbung. Die Schichtung ist fast gänzlich verschwunden und markiert sich nur noch durch eine schwache Streifung. Im Gegensatz zu diesen schwach sandigen Bildungen zeigen sich an anderer Stelle dunkle Tonschiefer mit schwachem Glanz, deren Fissilität z. T. besser erhalten geblieben ist, die aber einen stark gealterten „paläo-

<sup>1</sup> Der erste Versuch einer geologischen Karte von Uruguay. PETERMANN'S Mitteilungen, 1910. II. p. 306.

<sup>2</sup> Ich gebrauche hier vorläufig diesen Ausdruck — obwohl die Gesteine teilweise fast massigen Charakter haben — mit Hinsicht darauf, daß dieser erst sekundär erworben wurde. Weiter unten bei der Beschreibung des mikroskopischen Befundes soll eine Bezeichnung eingeführt werden, die durch Hervorkehrung des am meisten bezeichnenden Gesteinskomponenten dem augenblicklichen Zustande besser gerecht wird.

zoischen“ Habitus aufweisen, der von demjenigen der analogen Bildungen in der älteren „Santa Catharina-Formation“ merkbar absticht.

Man denkt bei diesen Beobachtungen unwillkürlich sofort an Beeinflussung durch die Hitzewirkung eines benachbarten Eruptivgesteins, da von einer Umwandlung durch mechanische Kräfte bei den zwar aufgerichteten, aber keineswegs gefalteten Sedimenten keine Rede sein kann. Seltsamerweise läßt sich jedoch bei dem Vorkommen nahe der Bahnlinie außer einigen losen Bröckchen stark verwitterten basischen Eruptivgesteins nichts nachweisen, was die Umwandlung der Tonschiefer hätte verursachen können. Bei einem anderen Fundpunkte zeigt sich dagegen ein massenhaftes Vorkommen eines schmutzig dunkelgrünen, spezifisch schweren und äußerst zähen Eruptivgesteins, das in zahlreichen kugeligen Gebilden von Faust- bis über Kopfgröße den Boden bedeckt und auch in Blöcken — offenbar dem Ausstreichen geringmächtiger Gänge — in der Nähe ansteht.

Wir haben es hier mit einem Mitgliede jener Diabas-Melaphyrfamilie zu tun, deren Eruption in teils gang-<sup>1</sup>; teils deckenförmiger<sup>2</sup> Gestalt in die Zeit der hangenden São Bento-Schichten

<sup>1</sup> Vergl. als Beispiel hierzu C. GUILLEMAIN, Zur Geologie Uruguays Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 63. 1911. Monatsber. p. 208. Fig. 3.

<sup>2</sup> Vergl. hierzu K. WALTHER, Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken etc. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI, worauf auch hinsichtlich der hier gewählten Definition der Begriffe Diabas und Melaphyr, sowie die Ausscheidung des Begriffes Basalt aus der Alkalikalkreihe hingewiesen sei (l. c. p. 600). Als einziger Rest der Basaltfamilie bliebe der Dolerit (in der Mehrzahl seiner Vorkommen), auf dessen nahe Verwandtschaft mit intersertalen Diabasen A. SCHWANTKE wiederholt hingewiesen hat (z. B. dies. Centralbl. 1910. p. 673). Den Rest dieser Dolerite = Diabase würde man als doleritartige (intersertale) Basalte und die Alkalidiabase als diabasartige Basalte z. T. mit intersertaler Struktur zu bezeichnen haben, während die Vorkommen „echter“ Basalte mit „pazifischem“ Charakter bei dem „Trapp“ E. WEINSCHENK's unterzubringen wären. Es würde sich auf diese Weise verhalten

Basalt bzw. diabasartiger Basalt	=	Porphyrischer Diabas
Intersertalem Basalt, z. T. diabasartig	=	Diabas
und Trapp	und	Melaphyr
Dolerit	und	Tholeiit

Die Unterbringung der Alkalidiabase bei den „Basalten“ halte ich für vorteilhafter als die bei den Essexiten und Theralithen. O. H. ERDMANNSDÖRFFER, der die Namen Essexit- und Theralith-Diabas vorschlägt (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1907. Monatsber. p. 16) gibt selbst an, daß diese Gesteine sich zum Essexit und Theralith verhalten wie die Diabase zu den Gabbrogesteinen. Diabas sensu stricto bliebe also ein Alkalikalkgestein ebenso wie Melaphyr und Trapp. Die BRÖGGER'sche Bezeichnung Essexitmelaphyr halte ich deshalb nicht für glücklich. Wie unabhängig ein „echter“ Diabas vom geologischen Alter und von mechanischer Beeinflussung sein kann, wird im folgenden gezeigt werden.

fällt und deren Neigung zu kugeliger Absonderung ich l. c. erwähnt habe.

Aber auch dieses diabasartige gangförmige Gestein kann die geschilderte Umwandlung nicht hervorgerufen haben, denn abgesehen davon, daß es gerade bei dem erstgenannten Vorkommen bis auf geringe Spuren fehlte, weist der andere Fundpunkt einen nur stark gealterten Tonschiefer auf, dessen Schichtung jedoch nahezu erhalten blieb. Zudem zeigt sich mit aller Deutlichkeit, daß der Einfluß des gangförmigen Eruptivgesteins begreiflicherweise ein ganz beschränkter wenn auch sehr intensiver war: er reichte nur auf ein bis zwei Handbreiten in den Tonschiefer und wandelte diesen in ein äußerst hartes, muschelrig und scharfgratig brechendes hornfelsähnliches Gestein um<sup>1</sup>. Seine Farbe, ein gelbliches Grün, läßt es schon makroskopisch als ein Epidotgestein erkennen. Die ursprüngliche Fissilität des Tonschiefers ging ganz verloren und markiert sich lediglich noch durch eine Art Maserung, die, im frischen Gestein kaum sichtbar, bei der Verwitterung hervortritt. An der Oberfläche überzieht sich das Gestein mit einer bis 1 mm starken, schwach erdigen weißlichen Rinde, die durch blasser gefärbtes Gestein allmählich in den gelbgrünen Hornfels überführt. Wo in dieser hellen Rinde sich noch eine schmale bräunliche Zone wenig unterhalb der Oberfläche befindet, dürfte es sich um eingedrungene limonitische Substanz handeln, zumal da diese Erscheinung nur an den Schichtköpfen auftritt. Beide Vorgänge rufen eine Lockerung hervor, derart, daß am Ausstreichen die ursprüngliche Schichtung wieder sichtbar wird.

Die Unterlagerung des Tonschiefers durch den Quarzitsandstein ist nicht aufgeschlossen. Mit seinem Beginn wächst der Böschungswinkel der Anhöhe merklich. Er ist ein einfarbig weißliches oder durch Fe-Verbindungen rötlich gesprenkeltes sehr hartes Gestein, das vorübergehend in Montevideo zum Pflastern benützt wurde, eine Verwendung, von der aber, da sich das Material als sehr klüftig erwies, wieder Abstand genommen wurde. Wegen seiner Härte ragt das Gestein überall gratartig aus dem Boden heraus, der begreiflicherweise sehr nährstoffarm, trocken und wenig tiefgründig ist und infolgedessen außer dürrtigem Graswuchs nur Kaktuspflanzen trägt.

Unter dem Quarzit befindet sich, durch den erwähnten Steinbruch aufgeschlossen, ein massiger Sandstein, der in seiner

<sup>1</sup> Leider läßt sich dieses Produkt nirgends im Kontakt mit dem Eruptivgestein nachweisen, sondern findet sich nur in dessen nächster Umgebung in losen, sehr verschieden großen Stücken. Dies deutet wohl darauf hin, daß der Kontakt-„Hof“ an Durchmesser sehr variiert, ja vielleicht stellenweise sich gar nicht gebildet hat.

rötlichen Farbe und seinem ziemlich feinen Korn an l. c. vor mir aus dem Norden des Landes beschriebene Gesteine erinnert. Seine Bestandteile sind allerdings weit inniger zementiert, doch reicht seine Härte nicht an die des oben geschilderten Quarzitsandsteins.

## II. Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung.

### 1. Diabas.

U. d. M. erkennt man, wie das wenig frische Gestein vorwiegend aus uralitischer blaßgrüner Hornblende gebildet wird, deren (nicht starker) Pleochroismus sich zwischen schwach bläulichgrün nach c, gelblichgrün nach b und fast farblos nach a bewegt. Das Mineral zeigt keine kristallographische Begrenzung, sondern bildet zerfaserte Individuen, die pinselartig endigen und auf diese Weise innig verbunden sind, eine Erscheinung, welche die große Zähigkeit des Gesteins erklärt. Die Fasern sind meist verbogen und verquetscht, was auf Volumzunahme bei der Uralitisierung hindeutet. Welchen Ursachen dieser Prozeß in unserem Falle zuzuschreiben ist, mag nur negativ dahin entschieden werden, daß es sich dabei nicht um gebirgsbildende Vorgänge gehandelt haben kann, wie ohne weiteres aus der bereits angegebenen Lagerung der umgebenden Schichten hervorgeht. Auch an kontaktmetamorphe Einflüsse durch eine — in der Tiefe steckende und gänzlich hypothetische — granitische Masse ist nicht zu denken, so sehr unser Gestein makro- und mikroskopisch einem deutschen Gestein, das auf diesem Wege entstand<sup>1</sup>, ähnlich ist. Denn sowohl nach den Untersuchungen C. GUILLEMAIN's<sup>2</sup> als auch nach meiner eigenen Kenntnis der hiesigen geologischen Verhältnisse gehört der Granit als verbreitetster Repräsentant der intrusiven Bildungen ausschließlich dem sogen. Grundgebirge an und findet sich nicht in jüngeren Schichten. Man muß daher hier wohl an eine durch postvulkanische Prozesse bedingte Gesteinszersetzung denken, wie E. WEINSCHEK es bei der Grünsteinbildung und Saussuritisierung nebst Uralitisierung tut<sup>3</sup>. — Die Menge des zwillingsgestreiften Feld-

<sup>1</sup> „Hornblendegestein vom Knoblauchsberg im Erzgebirge“ aus der Sammlung von 73 Gesteinen und Dünnschliffen als Belegstücke für Kontaktmetamorphose. Herausgegeben von Dr. F. KRANTZ in Bonn, beschrieben von Prof. Dr. W. BRUHNS.

<sup>2</sup> l. c. p. 208.

<sup>3</sup> Allgemeine Gesteinskunde. 2. Aufl. p. 150. Es möge im Zusammenhange hiermit daran erinnert sein, daß A. SCHWANTKE (dies. Centralbl. 1910, p. 174) den immer noch nicht erklärten hohen Gehalt an Natrium, der für den Diabaskontakt oft so bezeichnend ist, als Begleiterscheinung der Eruption aufgefaßt wissen möchte. Ob die Na-Injektion gleichzeitig mit der Eruption erfolgte oder nicht, vielmehr zusammen mit der Er-

spats ist scheinbar nicht groß, es ist jedoch zu bedenken, daß dieses Mineral einerseits vielfach in Klinozoisit umgewandelt und von der „schilfigen“ Hornblende (die gleichfalls das genannte sekundäre Mineral lieferte) häufig förmlich überwuchert wurde. Andererseits entgeht der Feldspat oft dadurch der Beobachtung, daß er pseudomorph durch chloritische Substanz mehr oder weniger verdrängt wurde. Welches Glied der Plagioklasreihe vorliegt, läßt sich unter diesen Verhältnissen optisch natürlich nicht definieren. — Ilmenit bezw. titanhaltiger Magnetit ist im frischen Gestein sicher reichlich vorhanden, in den vorliegenden Präparaten ist das Mineral zum größten Teil in Leukoxen übergeführt, wobei am restierenden Metall Schalenbau mehrfach gut hervortritt.

## 2. Epidotschiefer.

Schon aus der obigen Erwähnung vom Vorkommen eines epidotreichen hornfelsartigen Kontaktproduktes wird man ersehen haben, daß der früher gebrauchte Ausdruck toniger bezw. sandiger Schiefer einen chemischen Komponenten außer acht läßt, der für den in Rede stehenden stratigraphischen Horizont in hohem Maße charakteristisch ist: das Calcium. Dieses Element findet sich — wie im folgenden Abschnitt zu zeigen sein wird — in dem Hornfelse ebenso wie in den „Schiefern“ in großer Menge als Silikat in der Form von Angehörigen der Epidotgruppe. Ich behalte also das Grundwort „Schiefer“ bei, obwohl, wie oben schon gesagt wurde, nur ein Teil der Gesteine seine Fissilität behalten hat, und füge als Bestimmungswort den charakteristischen Bestandteil Epidot hinzu.

Das Korn der Epidotschiefer ist mit einer Ausnahme — die, wie zu Anfang bereits gesagt, vielleicht einem tieferen Horizont angehört — das sehr feine pelitische Bildungen, wodurch bekanntlich die mineralogische Definition der Komponenten bedeutend erschwert wird.

In jenem etwas gröber klastischen Gesteine enthüllt sich schon bei der Anfertigung des Schliffes die sekundär verloren gegangene Schichtung. Es zeigt sich u. d. M., daß sie bedingt wurde durch Lagen gröberer Materials, unter dem in erster Linie natürlich Bröckchen von Quarz, dann aber auch von zwillingsgestreiftem Feldspat und vereinzelt von Epidot zu beobachten

---

starrung des Magmas und postvulkanisch — wie bei A. SCHWANTKE aus der Anführung der Zeolithisierung und „juveniler“ Emanationen hervorgeht —, ist in unserem Falle belanglos. Im Falle einer nach der eigentlichen Eruption erfolgten Na-(und SiO<sub>2</sub>-)Zufuhr würde sich auch der Widerspruch gegen die herrschende Meinung klären, wonach im normalen Intrusivgesteinskontakt der chemische Bestand sich wesentlich nicht ändert (man vergl. hierzu O. H. ERDMANNSDÖRFFER in dies. Centralbl. 1910. p. 797).

sind. Die Erhaltung dieses gröbereren Materials erhellt aus dem oben über die fast ungestörte Lagerung des Gesteinskomplexes Gesagten.

An der Zusammensetzung der Epidotschiefer insgesamt beteiligen sich -- außer Quarz und nicht näher zu deutender, in winzigen rostbraunen Körnchen auftretender ferritischer Substanz -- die Komponenten: chloritisches Mineral, Epidot und kohlige Substanz.

Ob sich unter den allorts reichlich vorhandenen farblosen oder schwach gefärbten glimmerähnlichen Blättchen außer den chloritischen Bestandteilen auch ein Mitglied der Glimmerfamilie verbirgt, kann ich mit Sicherheit nicht sagen. Auch die Zurechnung zu einer bestimmten Spezies der erstgenannten Silikate stößt auf Schwierigkeiten. Auf den Biotit als Ausgangsmaterial derselben<sup>1</sup> dürften schon die massenhaft vorhandenen, z. T. in deutlichem Zusammenhange mit den chloritischen Blättchen stehenden limonitischen Körnchen deuten.

Hinsichtlich der Anordnung des in Rede stehenden Minerals verdient hervorgehoben zu werden, daß in zwei parallel zur Schichtung gerichteten Schliften neben basalen auch große Mengen leistenförmiger Blättchen sich finden, die in zwei nahezu senkrecht zueinander verlaufenden Systemen angeordnet sind. Eine Erklärung hierfür vermag ich nicht anzugeben. Ferner zeigt sich, daß in demselben Gestein sich eine Art schwacher Fleck- oder Knotenstruktur mikroskopisch dadurch ausspricht, daß der Glimmer einzeln zu kleinen Häufchen zusammentritt. Sie bestehen, wie man bei starker Vergrößerung erkennt, aus parallel angeordneten und zusammen auslöschenden Blättchen, deren Ebene senkrecht zur Schichtung liegt. Eine Anreicherung kohligter Substanz in diesen Flecken -- wie dies aus den Granitkontakthöfen bekannt ist -- läßt sich jedoch nicht feststellen.

Die leistenförmigen Blättchen des Minerals sind meist farblos, etwas größere Individuen zeigen jedoch mehrfach eine schwache Färbung und geringen Pleochroismus zwischen gelblichgrün parallel den Spaltrissen und fast farblos senkrecht hierzu. Im Gegensatz zu den flächenförmigen weisen die farblosen, Spaltrisse führenden Schnitte lebhaftere Interferenzfarben auf, bei gerader Auslöschung und positivem Charakter der Zone. Gefärbte pleochroitische Individuen dagegen sind außerordentlich schwach doppelbrechend. Basale spaltrißfreie Blättchen, die z. T. ausgebleicht und schwach lichtbrechend sind, z. T. sich bei gelbgrüner Färbung durch geringe Doppelbrechung verraten, geben im konvergenten polarisierten Licht häufig ein gutes Achsenbild mit negativem Charakter der Bisektrix und zugehörigem Achsenwinkel von beträchtlicher Größe.

<sup>1</sup> Vergl. H. ROSENBUSCH, Mikroskop. Physiographie. 4. Aufl. II, 2. p. 1311.



Der faserige Charakter der leistenförmigen Chloritblättchen und ihre meist höhere positive Doppelbrechung unterscheiden sie von einer der gleich zu schildernden Varietäten der Epidotgruppe. Die Angehörigen derselben häufen sich in dichten, z. T. wenig durchsichtigen körnigen Massen an und stellen dem Studium infolge außerordentlicher Kleinheit der Individuen beträchtliche Schwierigkeiten entgegen, so daß man stets eine 4—500fache Vergrößerung benötigt. Hervorzuheben ist, daß in zwei Gesteinen außer den regellos verteilten Kriställchen und Körnchen noch eine Anordnung gleicher, sehr feiner und schwer durchsichtiger Produkte in langgezogenen, unregelmäßig gestalteten und gewundenen parallel gerichteten Bändern zu beobachten ist. Schon aus dieser Anordnung, mehr aber noch aus erhalten gebliebenen Resten des ursprünglichen Minerals läßt sich schließen, daß man es hier mit einer Verdrängungspseudomorphose von Epidot nach Chlorit zu tun hat, analog wie dies nach Biotit bekannt ist.

Es sind mindestens zwei Ausbildungsweisen des Calciumsilikates vorhanden und es ist bemerkenswert, daß sie stets in der Art miteinander verwachsen sind, daß das fast ausschließlich in körnigen Aggregaten auftretende Mineral den Kern, die immer kristallographisch begrenzte Varietät aber die äußere, an demselben Kristall vielfach sehr ungleichmäßig starke und stellenweise fehlende Umhüllung bildet (s. Fig. 1<sup>1</sup>). Ersteres besitzt

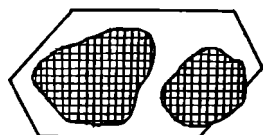


Fig. 1.

auch an den dünnsten Stellen des Schliffs meist deutlich gelbe Farbe und, soweit die eben genannte Eigenschaft eine Beobachtung darüber zuläßt, hohe Doppelbrechung. Vereinzelt — in erster Linie in dem oben erwähnten gröber klastischen „Ton-schiefer“ — sind die Individuen etwas größer und schwach prismatisch begrenzt bei negativem Charakter der Prismenzone.

Interessanter als die eben geschilderte typisch pistazitische Varietät ist die andere — wenn es sich in der Tat nur um eine

<sup>1</sup> Mit dem ABRE'schen Apparate bei 500facher Vergrößerung gezeichnet. Hierbei beträgt die Höhe des Kriställchens ca. 7 mm. Die Abbildung zeigt den nicht seltenen Fall, daß die idiomorphe Umhüllung, die in ihrer Orientierung keine ersichtliche Beziehung zu den umschlossenen Körnern aufweist, diese nicht gänzlich umhüllt. Das vorliegende Individuum ist relativ gedrunken; im allgemeinen sind die Kristalle stärker nach der Vertikalachse (s. u.) gestreckt.

handelt —, deren Zurechnung zu einer bestimmten Abart auf Schwierigkeiten stößt. Die Ausbildung des Minerals in winzigen, aber doch sehr scharfen Kristallen ist prismatisch, wobei die Individuen hie und da pyramidal endigen, meist jedoch einer kristallographischen terminalen Begrenzung entbehren. Als Seltenheit finden sich Schnitte nach der Symmetrieebene (s. die bei gleicher Vergrößerung gezeichneten Fig. 1 und 2<sup>1)</sup>, die nach der

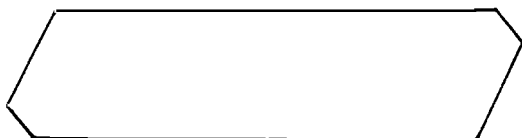


Fig. 2.

Vertikalachse gestreckt sind und lebhaft an die entsprechenden Schnitte des Cerepidots erinnern<sup>2)</sup>. Eine Spaltbarkeit ist an den klinopinakoidalen Sektionen nicht zu beobachten, dagegen weisen die übrigen Kristalle trotz winziger Dimensionen vielfach deutliche Risse parallel ihrer Zone auf. Den Grad der Spaltbarkeit in diesem Sinne — nach der Basis — erkennt man daraus, daß größere Individuen hie und da an den Enden ausgefranst sind und hierbei zahlreiche sekundäre Kriställchen liefern.

Die Farbe des Minerals ist vereinzelt blaß bläulichgrün, meist ist es jedoch farblos. Als Seltenheit treten stärker gefärbte größere Individuen auf, die sich dann stets durch deutlichen Pleochroismus auszeichnen. Derartige Kristalle sind parallel zur vorwiegenden Längsrichtung, d. h. also zu *b*, schwach grünlich bis fast farblos, während sie senkrecht hierzu graugrüne Farbe zeigen.

Während das Brechungsvermögen des Minerals ziemlich beträchtlich ist, weist die Doppelbrechung sehr geringe Werte auf. Die stets normalen Interferenzfarben reichen höchstens bis zu einem schwach weißlichen Ton, zeigen jedoch meistens ein dunkles Grau, wenn sie nicht fast isotrop erscheinen. Der Charakter der Doppelbrechung der makrodiagonalen Zone ist negativ, derjenige der nach *c* gestreckten Kristalle positiv. Während erstere bekanntlich gerade auslöschen, läßt sich bei den klinopinakoidalen Schnitten unter Anwendung der „teinte sensible“ eine minimale Schiefe nach vorn, d. h. im stumpfen Winkel  $\beta$  feststellen.

<sup>1)</sup> Das der letzteren Abbildung zugrunde liegende Kriställchen hat bei 500facher Vergrößerung eine Höhe von ca. 13,5 mm. Da die Schnitte natürlich nur annähernd klinopinakoidal geführt sind, entsprechen die Winkel nicht den beim Epidot festgestellten.

<sup>2)</sup> ROSENBUSCH-WÜLFING, Mikroskopische Physiographie. 4. Aufl. p. 287. Fig. 145.

Diese Eigenschaft läßt einen Teil der schwach doppelbrechenden Kriställchen mit Sicherheit als Klinozoisit erkennen. Möglicherweise bilden die nach *c* gestreckten Individuen nur eine Abart der nach der Symmetrieachse prismatischen Kristalle, eine Variabilität, die bei den Angehörigen der Epidotgruppe nicht besonders auffällt.

Die Verteilung der allenthalben in beträchtlichen Mengen vorhandenen kohligen Substanz ist gleichmäßig bis auf ein Vorkommen, in dem sich eine schwache Anhäufung des Pigments in einzelnen unregelmäßigen Flecken konstatieren läßt.

### 3. Epidotadinole.

Dieses Gestein, das, wie oben gesagt wurde, eine schmale Kontaktzone an einem Diabase bildet, setzt sich, im Dünnschliff betrachtet, neben Quarz aus Epidot, Calcit und Strahlstein zusammen. Schon unter der Lupe zeigen sich auf der angeschliffenen Fläche, besonders wenn man sie anfeuchtet, regelmäßig verteilte dunklere Punkte, die das Gestein sprengeln. Im Schliff, dessen Herstellung wegen der außerordentlichen Härte des Materials sehr zeitraubend ist und der besonders dünn sein muß, um vollkommen durchsichtig zu sein, erkennt man, daß die bei reflektiertem Lichte dunkleren Punkte im hindurchgehenden Lichte farblos sind. Sie bestehen --- analog wie es bei Spilositen bekannt ist --- hauptsächlich aus Quarzkörnern. Ob sich unter diesen auch ein albitischer Feldspat versteckt, konnte bei der Kleinheit der Individuen optisch nicht festgestellt werden. Ich bestimmte daher chemisch den Alkaligehalt des Gesteins im Aufschluß nach J. LAWRENCE SMITH. Die Summe von  $K_2O$  und  $Na_2O$  belief sich jedoch nur auf 3,68%, ein gesteigerter Gehalt von Albit ist deshalb nicht vorhanden.

An der Zusammensetzung der hellen Flecken beteiligen sich vereinzelte Epidotkörner sowie dasjenige Mineral, das besonders beim Zurücktreten des genannten Silikates sichtbar wird: der Strahlstein. So wenigstens möchte ich jene zahllosen außerordentlich feinen, nur bei starker Vergrößerung sichtbar werdenden schlanken Nadeln deuten, die, häufig büschelig-faserig und radialstrahlig angeordnet, wie ein Gewebe den ganzen Schliff durchziehen. Die terminal nicht kristallographisch begrenzten Nadelchen sind farblos oder schwach bläulichgrün gefärbt, besitzen nicht unbedeutende Lichtbrechung, aber --- bei positivem Charakter der Prismenzone --- geringe Doppelbrechung, eine Erscheinung, die vielleicht auf teilweise serpentinige Umwandlung zurückzuführen ist. Die Interferenzfarben sind so niedrig, daß sie mit dem sogen. Viertelundulationsglimmerplättchen in Kreuzstellung vollkommen reduziert werden. Ein Teil der Nadeln weist deutliche Schiefe der Auslöschung auf.

Wie schon nach dem makroskopischen Befunde vermutet war, rührt die gelbe Farbe des Gesteins von Pistazit her, der in großer Menge in unregelmäßigen, stark licht- und doppelbrechenden Körnern von gelber Farbe auftritt. Es handelt sich um dasselbe Mineral, wie es aus den Schiefen beschrieben wurde, doch besitzt es hier gröberes Korn und ermangelt durchweg jener für die letztgenannten Gesteine so charakteristischen klinozoisitischen Umwachsung.

Die kohlige Substanz der oben geschilderten Epidotschiefer ist fast ganz weggeführt und auf einzelne z. T. schon im Handstück erkennbare kleine Flecken reduziert.

Was die bereits oben erwähnte, besonders an den Schichtköpfen bemerkbare Verwitterungsrinde anlangt, so zeigt sich u. d. M., daß dort die Aktinolithnadelchen nahezu ganz fehlen und daß der Pistazit gebleicht erscheint. Mit der erstgenannten Erscheinung und der oben vermuteten teilweisen serpentinösen Umwandlung darf man wohl den nicht unbeträchtlichen Gehalt des Gesteins an Calcit in Verbindung bringen. Die Anwesenheit dieses Minerals konnte durch Behandeln des Schiffs mit kalter verdünnter Essigsäure nachgewiesen werden. Hierbei löst sich das Mineral und läßt stellenweise die charakteristischen Blätterbrüche sehen. Entsprechend seiner sekundären Entstehung tritt der Kalkspat in unregelmäßig begrenzten Putzen auf.

Die gleichfalls schon erwähnte, hie und da unter der Oberfläche gelegene braune Zone rührt in der Tat von eingedrungenen oxydischen Eisenverbindungen her.

Über die Wahl der Bezeichnung Adinole soll weiter unten gesprochen werden. Von den umgebenden Schiefen unterscheidet sie sich dadurch, daß in ihr die dort reichlich vorhandene kohlige Substanz nahezu ganz weggeführt und daß an die Stelle des chloritischen Minerals nunmehr reichliche Mengen von Aktinolith getreten sind.

#### 4. Quarzitsandstein und Sandstein.

Die früher ausgesprochene Vermutung, daß nämlich die auffallende Verhärtung dieser Gesteine sich von einem Silifizierungsprozesse herleite, bestätigt sich bei der mikroskopischen Untersuchung nicht. Es zeigt sich vielmehr, daß der angegebene Charakter der Gesteine metamorphen Einflüssen zuzuschreiben ist, denen zufolge das ursprüngliche tonige Bindemittel umkristallisierte. Es bildete sich dabei in großen Mengen ein Mineral, das ich für Sericit halte. Es schmiegt sich in Bündeln winziger, meist prismatischer farbloser Kristalle um die Quarzkörner und zeigt lebhafte Interferenzfarben bei positivem Charakter der Zone. Eine Untersuchung etwaiger basaler Blättchen durch Betrachtung im konvergenten polarisierten Lichte ist bei der Kleinheit der

Individuen leider nicht möglich. Was jedoch an der obigen Bestimmung festhalten läßt, ist die Beobachtung, daß der Sericit in den rötlichen, den Quarzit unterlagernden Sandsteinen schon im Handstücke in glitzernden farblosen, durch das ganze Gestein verteilten Blättchen erkennbar ist. Sie erweisen sich mikroskopisch durch vollkommene Spaltbarkeit und hohe Interferenzfarben mit Sicherheit als Glimmer. Es liegt also nur an der Kleinheit der Individuen, daß der Quarzitsandstein ein mattes Aussehen trägt.

Außer Quarz und Glimmer beteiligen sich lediglich noch limonitische Produkte am Aufbau des Gesteins. Aus ihnen als ursprünglich tonigen Psammiten mögen sich durch allmähliche<sup>1</sup> Verfeinerung des Kornes, Zunahme der tonigen und Aufnahme mergeliger und kohligter Bestandteile die im vorigen Abschnitte beschriebenen Pelite entwickelt haben.

### III. Folgerungen.

Die im obigen gebrauchte Bezeichnung Epidotadinole ergab sich aus der Beobachtung, daß hier ein durch große Mengen von Epidot ausgezeichnetes Glied derjenigen Diabas-Kontaktgebilde vorliegt, die sich durch gesetzmäßige Anordnung ihrer Bestandteile kennzeichnen. Dabei muß hervorgehoben werden, daß es sich nicht um einen typischen Vertreter dieser Gruppe handelt. Hiergegen spricht schon der geringe Gehalt an albitischem Feldspat. Es weist eben unsere Adinole zwar den äußeren hornfelsartigen Habitus dieser nächst dem Diabas gelegenen Gesteine, aber die Struktur äußerer Zonen auf, von denen jedoch in unserem Falle nichts zu beobachten ist.

Auf Schwierigkeiten stoßen wir bei Erörterung der Frage, welche Kräfte die beschriebenen Sedimente außerhalb des ganz unbedeutenden Diabaskontakt-, Hofes“ umgewandelt haben, und zwar kompliziert sich der Fall dadurch, daß man, wie gezeigt, weder gebirgsbildende Kräfte noch Nähe eines Tiefengesteins zur Deutung heranziehen kann. Man ist daher zu der Annahme gezwungen, daß die Metamorphose von einer jetzt gänzlich weggeführten Eruptivdecke vom Charakter der Diabas-Melaphyr-Trapp-Gruppe — wie solche im Norden des Landes sehr verbreitet — herrührt. Von ihrem ehemaligen Vorhandensein legt unser Diabasang Zeugnis ab, der die Rolle eines Zufuhrkanals spielte. Wenn dem so ist, so steht zu erwarten, daß der Charakter der Umwandlung im wesentlichen der einer Hitzewirkung ist und sich in einer Frittung der betroffenen Sedimente ausspricht. In der Tat gehört der Verlust der Schichtung zu den wichtigsten Merkmalen aller unserer Gesteine; er ist natürlich dort am stärksten,

<sup>1</sup> s. oben p. 73.

wo dieselben einerseits dem Eruptivgestein direkt anliegen, wie es bei der Adinole der Fall ist, andererseits wo sie schon primär weniger deutliche Schichtung aufwiesen, wie es bei den Sandsteinen und gröber körnigen Schiefen (s. p. 74) der Fall gewesen sein mag. Weiterhin gewinnt die obige Annahme dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß das Wesen der Umwandlung in Epidotadinole und Epidotschiefer dasselbe ist. Die Anwesenheit von reichlichem Epidot in den Schiefen mag zunächst befremden, da man dieses Mineral als Neubildung im wesentlichen nur in zentralen Zonen kontaktmetamorpher Umwandlungen sowie in kristallinen Schiefen kennt. In letztgenannter Gruppe gehört es jedoch zum typomorphen Mineralbestande der obersten der angenommenen Zonen dynamometamorpher Umwandlung<sup>1</sup>, in der die Temperatur noch relativ niedrig ist. Man muß auch bedenken, daß es bei gleichzeitiger Anwesenheit von Al, Ca und SiO<sub>2</sub> nur zur Bildung eines Al-Ca-Silikates und nicht etwa zu der eines reinen Al-Silikates (Sillimanit, Andalusit) nebst Calcit kommen kann. Für die etwaige Annahme, daß in der Verwachsung von Pistazit und Klinozoisit, wie sie für die Schiefer im Gegensatze zu der Adinole so bezeichnend ist, ein Merkmal geringeren Grades der Umwandlung liege, fehlen noch vergleichende Daten hinsichtlich der künstlichen Darstellung der Mineralien.

Bemerkenswert ist der Umstand, daß die Schiefer wohl eine Neubildung von Epidot, sonst aber so gut wie nichts von den Strukturen aufweisen, wie sie so charakteristisch in den äußeren Zonen kontaktmetamorpher Umwandlungen auftreten, handle es sich um echt intrusive Gesteine oder solche, die vorübergehend diese Erscheinungsform angenommen haben, wie es Diabase tun. Das einzige, was hier namhaft zu machen wäre, sind die in einem Gesteine zu beobachtenden vereinzelt augenartigen Chlorit- und die in einem anderen Gestein auftretenden kohligen Anhäufungen. Während man also in der Epidotadinole einen schwachen Repräsentanten der Gesteine aus dem Spilosit-Adinol-Kontakt vor sich hat, gehören die Epidotschiefer der anderen Kategorie von metamorphen Gebilden an, die man als Hornschiefer bezeichnet. Beispiele werden aus dem Diabas- und Tholeiit-Kontakt in der Literatur aufgeführt.

Nach der stratigraphisch-geologischen Seite hin ergibt sich aus obigen Betrachtungen das Folgende:

1. Wenn man zur Erklärung der geschilderten Umwandlung von ehemaligen Sandsteinen mit tonigem in solche mit glimmerigem Bindemittel und von ehemaligen dolomitischen Schiefertönen in Epidot-Chloritschiefer eine früher vorhandene Eruptivgesteins-

<sup>1</sup> U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. p. 80.

decke im Hangenden annimmt, so wird dadurch erwiesen, daß die angegebenen Sedimente in der Tat dem jüngsten Teile der „Santa Catharina-Formation“, d. h. den São Bento-Schichten, zugehören, wie dies schon früher von mir auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse in Ermanglung paläontologischer Beweise wahrscheinlich gemacht wurde<sup>1</sup>.

2. Da es ausgeschlossen ist, daß die Metamorphose durch die im Hangenden befindlichen Schiefertone hindurch die liegenden Sandsteine umgewandelt hat, so folgt, daß die Aufrichtung der Schichten vor der Effusion des Diabasgesteins, d. h. also vor der Zeit der „Serra Geral-Eruptivgesteine“ vor sich gegangen ist, demnach also nur die Schichtköpfe umgewandelt hat.

3. Die von der angenommenen Eruptivdecke ausgehende Kontaktmetamorphose war also zweifellos nur auf geringe Entfernung hin wirksam. Da nun aber Sandsteine und Schiefer das gleiche Maß der Umwandlung aufweisen, obwohl jene in einem topographisch höheren Niveau gelegen sind als diese, so ist anzunehmen, daß der Effusion des Diabases eine Periode der Abtragung vorausging, die ein Relief schuf, das dem jetzigen ähnlich war. Auf diese Weise betrachtet, würden die „Serra Geral-Eruptivgesteine“ als das hangende Glied der brasilisch-uruguayischen „Gondwanaformation“ in ein recht hohes mesozoisches Niveau hinaufrücken — in Analogie mit gleichartigen Bildungen auf der Westseite des südamerikanischen Kontinents<sup>2</sup>.

Montevideo, 12. September 1912.

<sup>1</sup> Über Transgressionen der oberen „Gondwanaformation“ in Südbrasilien und Uruguay. Dies. Centralbl. 1912. p. 398.

<sup>2</sup> Es sei hier daran erinnert, daß in dem BERGHAUS'schen „Atlas der Geologie“, Karte No. 14, bearbeitet von G. STEINMANN, hinsichtlich der brasilisch-uruguayischen Sandsteine gesagt wird: „Im Norden paläozoisch oder cretaceisch, im Süden der Trias oder Kreide angehörend und hier mit Einschaltungen basischer Effusivgesteine“.